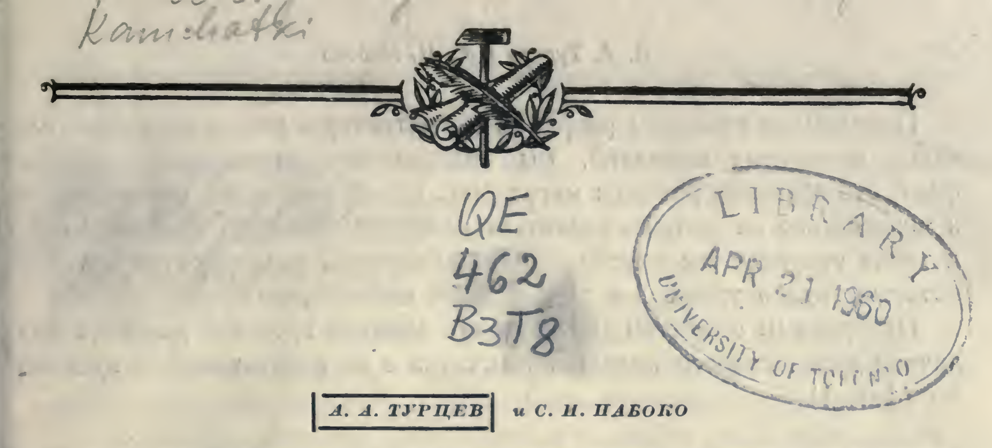


Turtsev, Aleksandr
Aleksandrovich
Magnitnye svoǐstva
nekotorykh bazal'tov
Kamchatki

QE
462
B3T8



QE
462
B3T8

LIBRARY
APR 21 1960
UNIVERSITY OF TORONTO

А. А. ТУРЦЕВ и *С. И. НАБОКО*

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА НЕКОТОРЫХ БАЗАЛЬТОВ КАМЧАТКИ

Появление сильных магнитных аномалий в таких местах, где никак нельзя предполагать присутствия магнитных рудных залежей, возбудило живейший интерес и заставило серьезно заняться изучением этого явления. Еще в середине прошлого столетия мы встречаем указания таких крупных натуралистов, как Гумбольт, Гаюи, Бугэ и др., на намагниченность отдельных скал, которые способны вызвать магнитные аномалии. В дальнейшем этот вопрос подвергся подробному изучению ряда исследований, из которых особенно следует отметить работы Mercanten (1917, 1922), Pockels (1897), Левинсон-Лессинга и Миткевича (1925) и одного из авторов этой статьи. Pockels пришел к заключению, что магнитные аномалии во многих местах должны быть приписаны действию грозовых разрядов, и совершенно отрицал возможность намагничения горных пород в земном магнитном поле. Наши опыты и полевые наблюдения над распределением магнитных элементов на Карадаге в Крыму (Турцев, 1927) показали, что магнитные аномалии возникают более сложным путем, чем это думал Pockels. В результате воздействия сильных магнитных полей грозовых разрядов горные породы принимают максимальную остаточную индукцию, которая накладывается на первичную слабую индукцию, возникшую в момент охлаждения породы под действием земного магнитного поля. В местах, более удаленных от грозовых разрядов, возможны слабые аномалии, если породы, там залегающие, обладают значительной магнитной восприимчивостью, и в таких местах возможно проявление первичной индукции.

Во всех наших работах магнитное насыщение достигалось воздействием на породы сильных полей, создаваемых искусственно, и этот метод оказался весьма плодотворным в смысле определения природы магнетизма. В тех случаях, когда порода не увеличивала остаточную индукцию, или увеличивала весьма незначительно, или даже уменьшала ее, можно было определенно говорить, что она подвергалась воздействию сильного грозового разряда. Когда же остаточная индукция возрастает в сотни и больше раз, говорить о грозовых разрядах не приходится; в таком случае мы имеем дело с магнетизмом первичным, возникшим в момент застывания породы под действием земного поля.

Приписывая грозовым разрядам существенную роль в появлении местных магнитных аномалий, мы недостаточно оттенили тот важный факт, что грозовые разряды могут быть самой различной интенсивности и воздействие их должно сказаться различно. Если же включить сюда и тихие разряды, мы вправе ожидать большого разнообразия явлений, которые трудно уложить в приведенные выше рамки.

Прекрасным объектом для изучения влияния грозовых разрядов различной интенсивности является Камчатка с ее действующими вулканами (фиг. 1).



Фиг. 1. Извержение кратера Билюкая на Камчатке в 1938 г.

В районе Ключевского вулкана, да и во многих других местах Камчатки, грозы бывают исключительно редко, и весьма характерна слабая насыщенность электричеством. Зато вулканические извержения очень часто сопровождаются электрическими разрядами. В частности, при извержении побочного кратера Билюкая, прорвавшегося на восточном склоне Ключевского вулкана на высоте 900 м в феврале 1938 г., образцы лав и бомб которого подвергались магнитным исследованиям, один из авторов такие электрические разряды наблюдал (Набоко, 1940).

Абсолютно черный столб дыма — газа, насыщенного рыхлым материалом, выбрасываемый жерлом на высоту 3000 м с огромной скоростью, прорезался линейными молниями. При этом обычных раскатов грома, как это бывает в наших широтах, не было, а раздавался только треск, который можно было расслышать на расстоянии одного километра. Нередко можно было наблюдать появление шаровых молний,— в этих случаях громовых раскатов не происходило. Повидимому, электрические разряды, наблюдавшиеся при извержении, были значительно слабее грозовых разрядов, происходивших в наших широтах.

Эти наблюдения над деятельностью вулканов позволяют думать, что при таких извержениях выступающая на поверхность лава ни в кратере, ни на склонах не подвергалась воздействию сильных магнитных полей и что вполне возможны магнитная ненасыщенность лавы и проявление остаточной индукции, полученной от земного магнитного поля.

Образцы для исследований были взяты в различных точках побочных кратеров Ключевского вулкана, а для сравнения исследовались также бомбы и лавы Авачинского вулкана.

Магнитные измерения велись на стрелочном магнитометре, описанном в работе Турцева (1927). Измерялась интенсивность намагничения I_{r_1} в земном поле, т. е. определялась остаточная индукция в естествен-

Таблица 1

№ обр.	Характеристика образцов	Остаточная индукция (естеств. состояние) $I_{r_1} 10^{-3}$	Максимальная остаточная индукция после намагничения $I_{r_2} 10^{-3}$
24	Кратер Билюкай. 1-я порция лавы, излившаяся в феврале 1938 г. Образец взят у кратера	31.89	3641.17
808	Кратер Билюкай. 1-я порция лавы. Образец взят на расстоянии 1 км от кратера	43.10	3518.33
859	Кратер Билюкай. 2-я порция лавы, излившаяся в период апрель—июль 1938 г. Образец взят на расстоянии 9 км от кратера	10.98	1891.52
829	Кратер Билюкай. 3-я порция лавы, излившаяся в августе 1938 г. Образец взят у кратера	11.01	2989.57
831	Кратер Билюкай. Бомба, выброшенная соседним жерлом в августе 1938 г.	10.81	709.78
893	Кратер Билюкай. Бомба, выброшенная соседним жерлом	11.04	2448.61
868	Кратер Третий (Невидимка). Лава, излившаяся в феврале 1938 г. Образец взят из кратера . . .	21.73	3402.10
869	Кратер Третий (Невидимка). Образец взят с конца лавового потока	—	3056.60
295	Ключевской вулкан, западный склон. Поток 1938 г. Образец взят на высоте 3310 м	—	2056.10
I	Авачинский вулкан. Лава, излившаяся в марте 1938 г. Образец взят вблизи кратера	32.18	880.66
IV	Авачинский вулкан. Бомба, выброшенная кратером 20 апреля 1938 г.	10.87	713.80

ном состоянии; после этого образец вносился в поле электромагнита H = 5000 эрстедов, и вновь измерялась остаточная индукция Ir_2.

Данные измерений приведены в табл. 1.

Необходимо в нескольких словах коснуться подготовки образцов для измерений. Образцы лавы — это куски, весьма причудливые по форме и различные по размерам, в большинстве случаев шлаковидные (фиг. 2). Пористость их также весьма разнообразна по форме и размерам. Чтобы привести их в более или менее удобную для измерений форму, крупные куски дробились на мелкие различной величины, и в таком виде материал прессовался в трубке в виде столбиков диаметром 1.18 см, высотой 11.0 см. Можно было опасаться, что дробление вызовет существенное изменение естественной остаточной индукции и что, в связи с этим, измерения могут дать неверные результаты. Для проверки образцы еще до дробления подвергались измерению и предварительно подсчитывались магнитные моменты. Обычно существенных отклонений при вторичном измерении не получалось, и, следовательно, крупных изменений остаточной индукции не было.



Фиг. 2. Текстура шлаковой лавы кратера Билюкая
Умен. 1.5

Данные табл. 1 вполне подтверждают высказанное выше предположение, что, невзирая на электрические разряды при извержении, исследованные образцы далеки от состояния насыщения и остаточная индукция возрастает в сотни раз. Этот признак является общим для всех лав, независимо от того, взят ли образец у кратера или на склоне, иногда на расстоянии 9 км от кратера; не составляют исключения и бомбы, которые, казалось бы, бесспорно должны были подвергаться воздействию магнитного поля разрядов, раз они находились в пепловом столбе, где наблюдаются электрические разряды.

Отсюда, естественно, напрашивается вывод, что при данном вулканическом извержении, а также и в периоды затишья не было сильных грозовых разрядов, могущих привести лавы в состояние магнитного насыщения, а электрические разряды происходили весьма слабо, и созда-

ваемые ими магнитные поля были настолько незначительны, что не могли произвести существенного магнитного эффекта.

Что же касается естественной остаточной индукции, то природа ее недостаточно еще ясна и требует дополнительных исследований. Воздействие земного поля в момент охлаждения не вызывает сомнений, но одно ли земное поле в этом участвовало и не примешались ли слабые электрические разряды,— сказать трудно. Необходимо детальное изучение магнитной восприимчивости (x) в слабых полях, и только тогда можно будет подойти к разрешению этого вопроса.

Переходя теперь к рассмотрению остаточной индукции, прежде всего необходимо отметить, что по величине Ir_2 исследованные породы делятся на две группы; лавы Авачинского вулкана (обр. I, IV), отличающиеся заметно меньшей величиной Ir_2, и лавы Ключевского вулкана (обр. 24, 808, 859, 829, 831, 898, 868, 869, 296), величина Ir_2 которых превышает лавы первой группы в 3—4 раза. Отличие это находит свое объяснение в том, что лавы первой группы — это андезиты, а второй — базальты. Исключение составляет только обр. 831, который по химическому составу относится к базальтам, тогда как по величине Ir_2 ($709 \cdot 78 \cdot 10^{-3}$) он весьма близок к андезитам.

Зависимость остаточной индукции Ir_2 от химического состава законна и вполне понятна, так как базальты, как более основные породы, содержат больше ферромагнитных элементов, чем андезиты, и могут дать больший магнитный эффект.

Группа базальтов отличается еще одной особенностью, на которой необходимо остановиться, а именно: в то время как по химическому составу эта группа пород однородна, величина Ir_2 в отдельных образцах существенно колеблется (макс. Ir_2 $3641 \cdot 17 \cdot 10^{-3}$, мин. Ir_2 $1891 \cdot 52 \cdot 10^{-3}$).

Ниже приводится анализ образца, характерный для всей группы базальтов (аналитик К. Сокова).

SiO_2	53.46	MgO	8.12
TiO_2	1.01	K_2O	1.10
Al_2O_3	15.31	Na_2O	2.40
Fe_2O_3	2.59	H_2O	0.04
FeO	6.13	P_2O_5	0.27
MnO	0.19	Пот. при прок.	0.14
CaO	9.42	Сумма	100.18

Структура базальтов витрофировая, андезитовая (фиг. 3), иногда приближающаяся к интерсертальной. Вкрапленниками являются плагиоклаз с ядром № 84 и периферией № 70, моноклинный пироксен ряда диопсидгеденбергита и оливин с 10% фаялита. Микролиты плагиоклаза в основной массе № 58—60. В основной массе встречается сыпь магнетита.

В поисках причин, вызвавших колебания остаточной индукции Ir_2 в

базальтах, нами прежде всего обращено внимание на микроструктуру их, и с этой целью произведены количественные подсчеты минералов и основной массы и дана характеристика стекла. Данные приведены в табл. 2.

Таблица 2

№ образцов	Плагиоклаз, %	Оливин, %	Пироксен, %	Основная масса, %	Стекло	Остаточная индукция $Ir_2 10^{-3}$	Максимальная остаточная индукция $Ir_2 10^{-3}$
24	31.9	5.3	6.3	56.5	Бурое, много микролитов плагиоклаза, магнетита мало	31.89	3641.17
808	34.0	10.7	7.0	48.3	Темнобурое, темнее, чем предыдущее	43.10	3518.33
829	34.3	6.0	8.6	51.1	Пятнистое от светлобурого до черного; вокруг оливина тонкая рудная каемка, магнетита немного	11.01	2989.57
898	24.5	7.2	8.8	59.5	Серое, переполненное микролитами плагиоклаза; богатая сыпь магнетита	11.04	2448.61
831	33.9	7.1	9.2	49.8	Светложелтое, много микролитов плагиоклаза, а также богатая сыпь магнетита . .	10.81	709.78
868	—	—	—	—	Почти черное	21.73	3402.10
869	—	—	—	—	Темнокоричневое: в стекле крупные микролиты плагиоклаза	—	3056.60

Количественно-минералогические подсчеты не вносят руководящих данных, которые позволили бы объяснить колебания Ir_2. Такие парамагнитные минералы, как плагиоклаз, пироксен, оливин, не могут служить показателями магнитности базальтов, и в отношении их, конечно, никакой пропорциональности не наблюдается. Ферромагнитный магнетит выделился не во всех исследованных образцах, да и в тех образцах, где он выделился, прямой связи с остаточной индукцией Ir_2 не видно. Например, в обр. 24 магнетита мало, а в обр. 829 его больше, тогда как величина Ir_2 первого $3641 \cdot 17 \cdot 10^{-3}$, а второго $2989 \cdot 57 \cdot 10^{-3}$; в обр. 898 и 831 при одинаковом, примерно, содержании магнетита величина Ir_2 сильно разнится.

Единственным, повидимому, объяснением колебания величины Ir_2 является характер стекла; наблюдается определенная связь окраски стекла с величиной Ir_2: чем темнее стекло, тем больше Ir_2, и эта связь дает нам средство к разгадке явления. Суть явления, конечно, не в стекле как аморфной среде, а в тех элементах, которые окрашивают стекло. Не исключена возможность, что в стекле выделился в виде твердой фазы феррит железа — магнетит или другой не менее черный феррит магния — магнезиоферрит, но выделившиеся кристаллики на-

столько малы, что трудно определимы под микроскопом, тогда как окраску стекла они могут вызвать и тем более могут сказаться на величине остаточной индукции.



Фиг. 3. Микроструктура базальта из кратера Билюкая
Николи ‖. Увел. 25

В дальнейшем перед нами стоит задача экспериментально доказать природу окраски стекла, и тогда высказанное предположение перестанет быть гипотезой, и колебания остаточной индукции Ir_2 в базальтах получат надлежащее объяснение.

Литература

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Миткевич В. Ф. Опыты намагничивания горных пород. Изв. Геол. ком., 1925, № 5.

Набоко С. И. Деятельность побочного кратера Билюкая в период июль — сентябрь 1938 г. Бюлл. Камч. вулк. ст. Акад. Наук, 1940, № 8.

Турцев А. А. К вопросу о Карадагской магнитной аномалии. Изв. Акад. Наук, 1927.

Mercanten P. Etât magnétique des basaltes graenlandais. Arch. Sci. Phys. et Nat., Genève. 1917, Novembre.

— Etât magnétique des basaltes arctiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 1922, 174, 1117.

Pockels. Ueber das magnetische Verhalten einiger basaltischer Gesteine. Ann. Phys., 1897, 63, 195.



Kharkevich, D. S.
K dokainozoiskomu vulkanizmu Kamchatki

Д. С. ХАРКЕВИЧ

К ДОКАЙНОЗОЙСКОМУ ВУЛКАНИЗМУ КАМЧАТКИ

За последнее десятилетие довольно интенсивного геологического изучения Камчатки, проводившегося различными научными учреждениями, в том числе и Академией Наук СССР, получен ряд данных о распространении, составе и возрасте изверженных горных пород полуострова, позволяющих сделать некоторые обобщения, касающиеся магматической его истории. Предметом настоящей статьи является докайнозойская магматическая история Камчатки, которая может быть изложена в сугубо схематическом виде вследствие не только отсутствия достаточно детальных и систематических петрографических наблюдений, но и далеко недостаточных данных о геологии докайнозоя Камчатки.

I. Геология докайнозоя Камчатки

Среди докайнозойских образований Камчатки резко различаются два комплекса пород, из которых один по времени своего образования относится некоторыми авторами к докембрию, другими к палеозою, а второй — к мезозою.

Докембрийские (я склонен относить первый комплекс пород к докембрию) породы Камчатки пользуются сравнительно ограниченным распространением и встречаются главным образом в центральных частях Срединного Камчатского хребта, от долины р. Быстрой на юге до долины р. Облуковины на севере, и в хребте Ганальские Востряки. В состав их входят гнейсы, амфиболиты, слюдяные и другие кристаллические сланцы и филлиты.

Щербаковым (1938) дается следующая стратиграфическая схема этих образований для южной части Срединного хребта.

1. Самыми древними образованиями, слагающими водораздельные части хребта, являются гнейсы и слюдяные сланцы с подчиненными им небольшими залежами амфиболитов. Двуслюдяные гнейсы не являются ортогнейсами, как это утверждал Богданович (1904), а представлены парагнейсами, что подтверждается наличием в их составе силлима-

нита, кордиерита, ставролита и чешуек графита, указывающих на первично осадочную природу гнейсов.

2. Согласно на толще гнейсов и слюдяных сланцев залегает мощная толща сланцеватых и массивных амфиболитов с локальным развитием нефрититов (Озерновский перевал).

Стратиграфически выше на амфиболитовой толще согласно залегает мощная свита филлитов и серицитовых сланцев.

Повидимому, к той же серии пород относятся и те амфибол-хлоритовые и амфибол-эпидотовые сланцы, которые Щербаковым (1938) относятся к низам мезозоя. Вся эта толща пород дислоцирована с образованием складчатых структур северного и северо-западного направления и вмещает интрузии двуслюдяных микроклин-плагиоклазовых гранитов. В долине р. Немтик наблюдается контакт этих гранитов с филлитовой свитой, но главные массы их сосредоточены в областях распространения гнейсов, где они не образуют крупных, самостоятельно обособленных массивов, а встречаются большей частью в виде небольших межпластовых внедрений с неясно выраженными контактами с вмещающими породами, так что создается впечатление постепенного перехода гнейсов в гранит. Это обстоятельство и послужило поводом Богдановичу (1904) считать гнейсы происшедшими в результате метаморфизма гранитов, но, по всей вероятности, правдоподобнее будет приписать анатектитовое происхождение самой гранитной магме, чему может служить доказательством также наличие мигматитов среди гнейсов, относящихся к типу небулитов. Гранитные тела и мигматиты пользуются широким развитием в верховьях р. Немтик Западный. В верховьях р. Кол наблюдаются многочисленные слюдяные пегматиты, секущие гнейсы, а в левых истоках р. Облуковины — турмалиновые пегматиты.

Двуслюдяные микроклин-плагиоклазовые граниты, а также их жильные отщепления — слюдяные и турмалиновые пегматиты — встречены на Камчатке исключительно в районах распространения докембрийских пород и нигде не встречены в областях распространения пород более молодых, что служит основанием считать их возраст докембрийским, время же внедрения их в толщу первично осадочных докембрийских пород относить ко времени складчатых деформаций докембрия.

К настоящему времени остается нерешенным один из кардинальнейших вопросов геологии докайнозоя Камчатки — о геологическом отношении мезозоя и докембрия. Имеется только указание Щербакова (1938) на наличие обломков филлитов в составе мезозойских туфобрекчий (правый исток р. Лумтес), позволяющее сделать заключение, что докембрийские породы до времени отложения мезозоя были дислоцированы и метаморфизованы.

Мезозойские породы пользуются на полуострове очень широким распространением. Выходы их встречаются в районе Мутновского вулкана, Петропавловска, в Быстринском хребте, по склонам южной части

Срединного хребта; они слагают хребет Валагинский, хребет Кумроч, горы Начикинского и Камчатского мысов, Срединный хребет в районах рр. Паланы, Лесной и Караги, восточную часть о. Карагинского, мыс Омгон и др. Громадная толща пород этого возраста сложно пликативно дислоцирована с образованием структур северо-восточного направления и пересечена сбросами.

Мезозойский возраст этой толщи определяется наличием нижнемеловых радиолярий, определенных Хабаковым (1932) из кремнистых сланцев бухты Корфа (материалы Машковцева и Чурина), и верхнемеловой фауны из районов мыса Омгон и р. Паланы (Дьяков, 1932).

В составе мезозойских отложений Камчатки находятся нормально осадочные породы морского происхождения, представленные мощными толщами черных и зеленых кремнистых сланцев, содержащих радиолярии, и толщами темносерых песчаников полимиктового состава, переслаивающихся с черными аргиллитами. В песчаниках встречаются обычно обломки плагиоклаза, кварца, кристаллических сланцев, филлитов и нередко примесь туфогенного материала. В толщах осадочных пород довольно обычны залежи диабазов, диабазовых порфиритов и спилитов, обладающих часто шаровой отдельностью. Как это устанавливается нашими наблюдениями, по р. Кирганик в Срединном хребте и на о. Карагинском толщи осадочных пород древнее покрывающих их вулканогенных пород. По своим фациальным особенностям они во многом сходны с отложениями францисканской свиты Берегового хребта Калифорнии, с которыми также аналогизируют мезозойские отложения района бухты Корфа (Машковцев и Чурин, 1931).

Осадочная толща мезозойских образований согласно покрывается мощной вулканогенной серией пород, в состав которых входят порфириты, туфобрекчии и туфы порфиритов и подчиненные им осадочные породы — вулканогенные песчаники и глинистые породы. Порфириты, представленные главным образом авгит-плагиоклазовыми и авгитовыми разностями, а также их туфы и туфобрекчии в сильной степени гидрохимически разложены с появлением большого количества вторичных минералов — хлорита, серицита, эпидота, цоизита, пренита, кальцита и др. Нередки в них жилы кальцита, миндалины карбонатов, хлорита, эпидота, цеолита и халцедона. Кварцевые порфириты встречаются очень редко.

Эти громадные толщи мезозойских пород были дислоцированы, повидимому, в ларамийскую фазу альпийского орогенеза и интрудированы основными и кислыми магмами. Мезозойские отложения вмещают многочисленные интрузивные тела перидотитов и связанных с ними дунитов, пироксенитов, габбро, горнблендитов, кварцевых монцонитов, диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов и секутся жилами диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Массивы ультраосновных оливиновых пород и серпентинитов известны в районе Раковой бухты у Петропавловска, на о. Топоркове и

хребте Ганальские Востряки, на Шаромском мысу Валагинского хребта, на Камчатском мысу и на о. Карагинском. Самыми крупными массивами этих пород являются массивы Камчатского мыса и о. Карагинского. В массиве Камчатского мыса главная масса пород представлена перидотитами, состоящими из оливина и моноклинного пироксена; подчиненная роль принадлежит дунитам. Ультраосновные породы Камчатского мыса в своем залегании сопровождаются незначительными интрузиями габбро (Двали, 1936).

Массивы о. Карагинского секут диагонально структуры мезозоя и имеют вид сильно вытянутых тел. Преобладающими в них породами являются лерцолиты, состоящие из оливина, моноклинного и ромбического пироксенов и зерен хромита, среди которых в виде маломощных полос залегают сингенетические дуниты, вмещающие редкие сингенетические линзы хромита. В своем залегании оливиновые породы о. Карагинского связаны с габбро (пироксеновые и амфиболовые разности) и пироксенитами (диаллагиты и вебстериты), секущими оливиновые породы жилами и прорывающими штоками. В эндоконтактных зонах перидотиты гидротермально разложены с участием CO_2 и превращены в антигоритовые и хлорит-тальк-магнезитовые сланцы, содержащие жилки и жеодки кварца и халцедона.

Массивы кварцевых монцонитов среди мезозойских пород встречаются в Срединном хребте, в верховьях р. Компаковой и на водоразделе рек Андриановки, Кирганика и Облуковины. Кварцевые монцониты характеризуются типичной монцонитовой структурой и состоят из плагиоклаза, ортоклаза и роговой обманки, в кристаллах которой иногда сохраняются реликты моноклинного пироксена. В верховьях р. Компаковой кварцевые монцониты в краевых частях массива дают постепенные переходы к крупнозернистым горнблендитам (Щербаков, 1938). Повидимому, с кварцевыми монцонитами связаны так же и щелочные сиенит-порфиры, описанные Морозовым (1938) под названием камчатитов и состоящие из крупных вкрапленников ортоклаза и роговообманково-эпидотовой основной массы. Кварцевые монцониты, по всей вероятности, геологически и петрографически связаны с интрузиями гранодиоритов, но такая связь не подтверждена пока геологическими наблюдениями.

Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты в своем залегании связаны очень тесно, и между ними наблюдаются постепенные переходы; иногда роговообманковые диориты и кварцевые диориты встречаются в виде самостоятельных небольших тел. В крупных массивах этих пород преобладают гранодиориты; граниты встречены в районе бухты Ахомтен.

В состав гранодиоритов входят зональный плагиоклаз, санидин-анортоклазовый полевой шпат, роговая обманка, биотит и кварц. Иногда присутствуют пироксены. Структурные особенности гранодиоритов состоят в резко выраженном идиоморфизме плагиоклаза по срав-

нению с другими составными частями. По своим структурным особенностям и по наличию санидин-анортоклазового полевого шпата гранодиориты Камчатки тождественны с молодыми гранодиоритами Кавказа, на что указал Пийп (рукописный отчет об исследованиях Банных, Начикинских, Малкинских и Паратунских терм в 1934 г.), а также устно — Д. С. Белянкин, просматривавший материалы автора и других сотрудников экспедиции Академии Наук СССР. На сходство этих пород с андийскими молодыми диоритами указал Morozevicz (1925), располагавший материалом Командорских островов.

Наиболее крупные массивы гранодиоритов известны в районе бухты Ахомтен, в Ганальских Востряках, в хребте Перканай, в районе Начикинских терм, по мысу Шипунскому; жилы и небольшие штоки известны во многих районах Камчатки. Характерной особенностью контактовых воздействий на вмещающие породы является сильная пиритизация последних. Жильные породы, сопровождающие кварцевые монцониты, диориты и гранодиориты, представлены диоритовыми, кварцдиоритовыми порфиритами, мальхитами и спессартитами.

Внедрение гранодиоритовой магмы следовало за внедрением перидотитовой магмы, что доказывает наличие жил диоритового порфирита, секущих перидотиты Ганальских Востряков (наблюдение автора).

Заведомо кайнозойские породы интрузий, только что упомянутых, не вмещают, а лежат с угловым несогласием на мезозойских породах, так что верхний возрастной предел этих интрузий определяется доэоценовым.

II. Докайнозойские магматические циклы Камчатки

1. Докембрийский цикл

а) Эффузивная фаза. В докембрийское время, как мы видели, отлагались в условиях геосинклинального бассейна громадной мощности песчано-глинистые породы, в настоящее время представленные гнейсами, слюдяными сланцами и филлитами, отложение которых сопровождалось сравнительно незначительными излияниями основной магмы, на что указывает наличие амфиболитов в составе гнейсо-сланцевых толщ.

Наличие мощных толщ амфиболитов, залегающих между гнейсосланцевой и филлитовой толщами, указывает на массовые излияния основной магмы, которые могли быть подводными, так как среди этих амфиболитов по р. Кол наблюдаются слоистые породы. Отложение филлитовой толщи завершилось мощными излияниями основных лав, которые в настоящее время представлены верхней амфиболит-сланцевой толщей пород, покрывающих филлитовую толщу.

Последние массовые излияния основной магмы предшествовали орогенической фазе, в течение которой дислоцировался докембрий Камчатки и которая сопровождалась интрузивной деятельностью.

б) Интрузивная фаза. Интрузивная деятельность докембрия выразилась во внедрении в толщи первично осадочных пород кислой магмы, по всей вероятности анатектитового происхождения. Исходным материалом при образовании этой магмы были гнейсы, залегающие в основании докембрийских пород, что подтверждается наличием мигматитов и характером контактов гранитов с гнейсами. Орогеническими давлениями эта магма выжималась в вышележащие толщи.

За внедрением двуслюдяных микроклин-плагиоклазовых гранитов этой фазы следовали жильные внедрения слюдяных и турмалиновых пегматитов.

2. Мезозойский цикл

а) Эффузивная фаза. В седиментационную фазу развития мезозойской геосинклинали отложение осадков сопровождалось сравнительно незначительными подводными излияниями диабазовой магмы, в результате которых образовались пластовые залежи диабазовых пород среди нормально осадочных мезозойских пород — кремнистых сланцев, песчаников и аргиллитов.

Во время, предшествовавшее орогеническим движениям ларамийской фазы, эруптивная деятельность приняла грандиозные размеры, причем изливались главным образом основные лавы базальтового и андезито-базальтового состава. Эти излияния сопровождались сильной эксплозионной деятельностью, которая привела к накоплению больших масс туфобрекчий, туфов и туфитов. Излияния этого времени носили характер как подводных, так и наземных извержений, группировавшихся вокруг многочисленных центров, напоминая современную вулканическую деятельность в районе Курильских и Алеутских островов.

На возможность наличия центров извержений при формировании порфиритовых толщ мезозоя Камчатки коротко указывал Пийп (1937).

б) Интрузивная фаза. Интрузивная фаза мезозойского вулканизма подразделяется во времени на две подфазы; в первую из них интрудировала перидотитовая магма, во вторую — гранодиоритовая.

Интрузия перидотитовой магмы происходила, повидимому, в самом начале орогенических движений. Наличие сланцеватых пород в эндоконтактных зонах перидотитовых массивов о. Карагинского и механических деформаций зерен оливина в неразложенном перидотите говорит о том, что перидотитовые тела после своего формирования испытывали довольно сильные механические сжатия. Интрузии перидотитовой магмы размещались главным образом в вост. части Камчатки; в Срединном хребте ультраосновные породы в больших массах не встречены.

Тот факт, что существуют совершенно самостоятельные тела перидотитов и серпентинитов (о. Карагинский), не связанные геологическими и петрографическими переходами с другими интрузивными породами, заставляет предполагать самостоятельный перидотитовый расплав, если

и получившийся в результате дифференциации какой-то материнской магмы, то где-то на глубине и до начала интрузии.

Габбро и пироксениты, появляющиеся в районах развития перидотитовых масс, интрузировали несколько позже перидотитов и секут последние жилами.

Вторая интрузивная подфаза мезозойского вулканизма, проявившаяся, вероятно, и в конце орогенических движений ларамийской складчатости, ознаменовалась внедрением магматических масс гранодиоритового состава. В это время образуются гранодиориты и связанные с ними кварцевые диориты, диориты и кварцевые монцониты. Вскрытые эрозией, в настоящее время гранодиоритовые тела являются, повидимому, только апикальными частями батолита. Завершающим актом мезозойской интрузивной фазы является размещение жильных диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Гранодиориты Камчатки с сопровождающими их кварцевыми монцонитами входят как часть в гранодиоритовый пояс тихоокеанских альпийских складчатых областей. Дэли (1936) указывает — как на характерную особенность гранодиоритов тихоокеанской области — на связь гранодиоритов с кварцевыми монцонитами. То, что гранодиориты Камчатки имеют неоинтрузивный характер, напоминая мезо-кайнозойские гранитоиды Кавказа, и что главная масса мезокайнозойских гранитоидов Кавказа имеет гранодиоритовый состав и сопровождается сиенитами и габбро-сиенитами, показывает, что гранодиориты неоинтрузивного облика являются типичными породами для областей альпийского орогенеза. Не случайно Белянкин (1934) говорит о мировой неоинтрузии, повсеместно распространенной в областях альпийской складчатости как в тихоокеанской, так и в средиземноморских областях.

Литература

Белянкин Д. С. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1934, вып. 6.

Двали М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья Камчатки. Изд. Нефт. и геол.-разв. инст., 1936.

Дэли. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.

Дьяков Б. Ф. О меловых отложениях полуострова Камчатки. Проб. сов. геол., 1932, 4, № 12.

Машковцев С. Ф. и Чурин Н. К. Материалы к геологии и петрографии Северной Камчатки. Тр. Геол.-разв. упр., 1931, вып. 59.

Морозов А. И. Заметка о новой камчатской горной породе. Бюлл. Камч. вулк. ст., 1938, № 3.

Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. Изд. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, 1937.

Хабаков А. В. Об ископаемых радиоляриях из сланцев Северной Камчатки. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1932, вып. 46.

Щербаков А. В. Два пересечения Камчатки. Изд. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, 1938.

Bogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Min. Petr. Mitt., 1904.

Morozevicz J. Komandory. Warszawa, 1925.

QE
462
B3T8

Turtsev, Aleksandr Aleksandrovich
Magnitnye svoĭstva nekotorykh bazal'tov Kamchatki

Physical &
Applied Sci.

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY